

Aplicaciones de la Altimetría al estudio de la dinámica del océano. La corriente circumpolar en el arco del Scotia

M. CATALÁN MOROLLÓN¹ y M. CATALÁN PÉREZ-URQUIOLA²

¹ Real Instituto y Observatorio de la Armada

² Departamento de Física Aplicada; Universidad de Cádiz

RESUMEN

Las observaciones "in situ" en el océano austral son poco frecuentes y dispersas lo que hace que la información oceanográfica obtenida por teledetección y, especialmente la que se obtiene utilizando técnicas altimétricas, constituya una fuente altamente valiosa de información, tanto en el campo genérico de la geofísica como, más concretamente, en el de la oceanografía.

Se ha seleccionado el marco geográfico limitado por los paralelos: 40° y 65° S y los meridianos 240° y 360° utilizando los datos del satélite TOPEX-POSEIDON para la obtención de las anomalías que presenta el geoide en la zona de estudio, comparándolas con las del geoide OSU91A. A las observaciones directas realizadas por el satélite les han sido aplicadas las correcciones (error radial, correcciones atmosféricas, efecto del oleaje, mareas oceánicas y terrestres, barómetro invertido, movimiento del polo...), obteniéndose la señal de la topografía dinámica oceánica a lo largo del año (Septiembre 93, Septiembre 94) y generando, mediante el promedio de los valores obtenidos para cada ciclo de 10 días a lo largo del año y eliminando la topografía dinámica no permanente, un geoide que se compara con el OSU91A.

Se han efectuado, igualmente, los promedios de las medidas altimétricas de los ciclos de 10 días para cada estación, y así obtener en la zona su topografía dinámica estacional (otoño, invierno, primavera, verano).

Con los resultados obtenidos se analizan las variaciones dinámicas obteniendo conclusiones sobre la variación de las corrientes en la zona en un modelo geoestático, en el marco geográfico estudiado mostrando una abun-

dante presencia de Eddies en el entorno del mar de Weddell, la confluencia de las corrientes de Malvinas y Brasil, y la corriente permanente circumpolar flu-yendo permanentemente hacia el Este en la zona.

Se analizan los puntos de corte de las órbitas ascendente y descendente para estudiar la evolución anual y estacional del nivel del mar en esos puntos que se mantienen constantes en su posición geográfica a lo largo de la misión, observando el paso de los Eddies y la variación de corto periodo del nivel del mar en esos puntos.

ABSTRACT

“In situ” observations in southern oceans are scarce doing that teledetection data and, in particular those obtained by altimetry, have a major interest not only for general geophysics studies sed, in particular, in the dynamic oceanography field. A geographic frame from latitude 40° S to 64° S and from 240° to 360° has been selected to compare geoid anomalies obtained from TOPEX-POSEIDON observations with OSU91A geoid.

A year of satellite observations, with a 10 days repeating cycle and all corrections applied (radial error, atmospheric refraction, electromagnetic bias, tides, inverse barometer...), are used to obtain images of the ocean topography dynamic signal and sea level variation over the zone, in order to study seasonal geostrophic currents variation over the zone of interest. Results obtained are analysed showing an extensive flow of eddies in the surroundings of Weddell sea, the interaction of Malvinas and Brasil currents and the main east flow of the circumpolar current, with branches flowing west close to the Antarctic continent.

Cross-points information of ascendent and descendents orbits are analyse to study dynamic features in the surroundings of these points, well geographically mantained along the complete TOPEX-POSEIDON mission, and showing short and long period dynamic variation on these selected points.

1. LA ALTIMETRÍA ESPACIAL

Las misiones altimétricas se iniciaron con el satélite Geos-C seguido por las de los satélites Seasat y Geosat que, aunque produjeron una limitada aportación sobre la dinámica oceánica debido a lo limitado de su exactitud instrumental y errores en la definición de sus órbitas y geoide, aportaron un importante flujo de información que facilitó el desarrollo de los nuevos tratamientos

y medios de que se dispuso en las misiones operativas ERS-1, TOPEX-POSEIDON, ERS-2 (TOPEX-POSEIDON Project, 1991, 1992; Qiu et al., 1991, 1992; Kelly et al., 1991; Kelly et al., 1994; Chelton, 1988; Aviso, 1992; Fu et al., 1989; Cheney et al., 1991; Cheney et al., 1986; Cheney et al., 1982; Shum et al., 1990; Tai et al., 1989; Zlotnicki et al., 1990; Zlotnicki et al., 1989; Haines et al., 1990; Parke, 1980; Parke et al., 1987).

Un altímetro embarcado en un satélite es básicamente un radar que emite hacia la superficie pulsos de muy corta duración en el tiempo, centrando su banda de trabajo en el rango de las microondas. El módulo de recepción detecta a bordo del satélite la llegada del pulso reflejado obteniendo, a partir del análisis temporal de los ecos, su altura sobre el nivel del mar. En líneas generales el altímetro ilumina la superficie marina dirigiendo la radiación electromagnética según la vertical (nadir), y a partir de la intensidad, momento de llegada y estructura del pulso reflejado obtiene la velocidad del viento y la altura de las olas, pudiendo calcular la altura del nivel del mar en coordenadas geocéntricas, si se conoce la órbita con precisión suficiente en las mismas coordenadas.

Como es sabido el nivel medio del mar se define, geofísicamente, y en primera aproximación, como una superficie equipotencial del campo gravitatorio y rotacional terrestre. Si el océano se encontrara en reposo, el nivel medio del Mar vendría representado por el Geoide, definido como esta superficie equipotencial.

Sin embargo, factores dinámicos, principalmente debidos a la interacción atmósfera-océano, introducen factores que separan la superficie del océano hasta un metro del geoide, alterando el equilibrio, variando la superficie del océano con perturbaciones dinámicas que alcanzan el metro en distancias de 100 km (Mognard et al., 1982; Witter et al., 1991; Trenberth et al., 1989) que pueden detectarse, en su generación y evolución, por técnicas altimétricas espaciales.

Por otra parte, las Mareas Terrestres deforman la Tierra sólida en el orden de 20 cm de amplitud y las mareas oceánicas afectan al océano, globalmente, con amplitudes que alcanzan en las costas el orden de varios metros sobre la referencia que establece el Geoide, conociéndose sus perturbaciones con precisión en el orden de los 10-20 cm, prácticamente a lo largo de todo el océano (Chelton, 1988; Schwiderski, 1980; LeProvost et al., 1990; Cartwright et al., 1990; Cartwright et al., 1971; Caneill et al., 1994; Parke et al., 1987).

En el momento actual de la técnica, los altímetros alcanzan precisiones centimétricas y sus medidas pueden detectar la separación entre el Geoide y la Topografía Oceánica con precisión suficiente para permitir el desarrollo de modelos de dinámica oceánica. "A priori" el procedimiento exigiría el desa-

rrollo de modelos del Geoide con precisión centimétrica pudiendo, sin embargo, obtenerse información sobre cambios en las velocidades de las corrientes geostróficas, a partir de modelos de Geoide menos precisos, teniendo en cuenta que éste permanece constante en el orden de variación temporal de las perturbaciones oceánicas (Basic et al., 1992; Marsh et al., 1986; Chelton et al., 1990; Cheney et al., 1986; Cheney et al., 1982).

Conviene señalar, además, que la presión atmosférica ejerce un efecto de “barómetro invertido”, que ocasiona variaciones centimétricas en la superficie del océano para cambios de un milibar en la presión.

2. LA MISIÓN TOPEX-POSEIDON

2.1. El satélite

El satélite TOPEX-POSEIDON constituye, por las características de su instrumentación, la misión altimétrica más avanzada entre las puestas en órbita hasta el momento (AVISO, 1992; TOPEX-POSEIDON Project, 1992, 1, 2,3; TOPEX-POSEIDON Project, 1991, 1, 2). Las misiones específicas del programa son:

- La medida del nivel del mar con precisión suficiente para determinar su dinámica, incluyendo el cálculo de las corrientes geostróficas medias y las mareas.
- Desarrollar los formalismos y procedimientos que permitan establecer los futuros programas para el estudio de la dinámica del océano y otros parámetros geofísicos, por medios espaciales.
- Definir y experimentar con los principios básicos de un programa espacial, a largo plazo, la observación de la circulación oceánica incluyendo sus variaciones.

Para su misión el satélite embarca la siguiente instrumentación (Figura 1):

- Un Radar Altimetro doble TOPEX, operando simultáneamente en las frecuencias 13.66 y 5.3 Ghz, que a la vez que mide la altura del satélite sobre el océano, obtiene información sobre la velocidad del viento, altura de las olas y corrección ionosférica. Se trata del primer altímetro embarcado en un satélite que, al disponer de dos frecuencias, permite aplicar directamente la corrección ionosférica.

- Un Radiómetro de tres frecuencias TOPEX (18, 21, 37 Ghz) que proporciona el contenido total de vapor de agua en la troposfera a lo largo de la trayectoria del haz del altímetro. El canal primario es el de frecuencia 21 Ghz utilizándose los otros dos para corregir por los efectos del viento y de la cobertura de nubes.

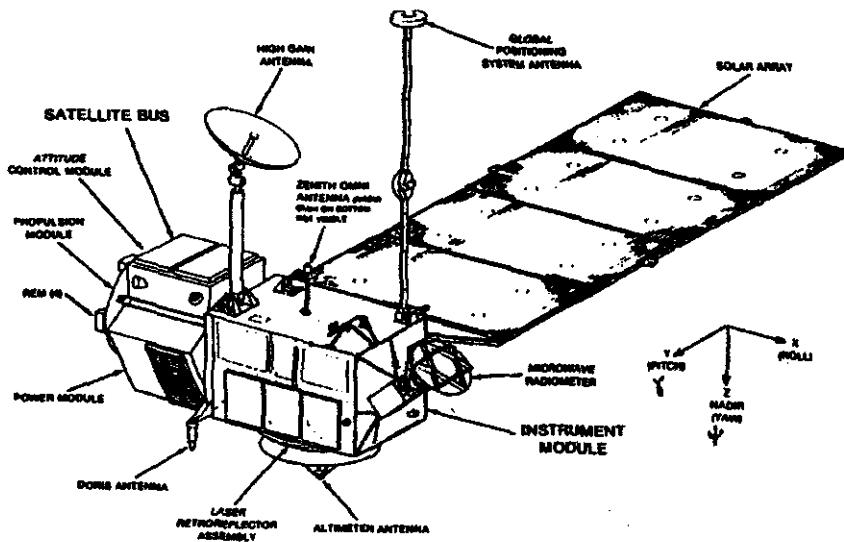


Figura 1. El satélite TOPEX-POSEIDON se encuentra diseñado para desarrollar la misión altimétrica de mayor precisión hasta la fecha. La órbita del satélite y los formalismos de corrección alcanzan exactitud centimétrica.

- Un conjunto de retrorreflectores láser en anillo, utilizado para la determinación de la órbita de precisión del satélite a partir de las observaciones de la red de seguimiento.
- El altímetro POSEIDON, también embarcado en el satélite, es un radar de frecuencia (13.65 Ghz), desarrollado por el Centre Spatial du Recherches Spatiales (CNES) con características de bajo peso y consumo.
- Un receptor experimental GPS de características diferenciales con la finalidad de situar con alta precisión al satélite utilizando un procedimiento “Todo Tiempo” alternativo al sistema DORIS
- Un receptor DORIS de dos frecuencias (1401.25, 2036.25 Mhz) que permite el posicionamiento y determinación de la órbita con precisión centimétrica, en todo tiempo, por 40 a 50 estaciones con cobertura global terrestre.

2.2. Las observaciones altimétricas del TOPEX-POSEIDON

La órbita del satélite está diseñada ($a=7714.43$ km, $e=0.000095$, $i=66.04$) para que tenga un periodo de repetición de 10 días, con 127 revolu-

ciones, con una separación entre trazas de 315 km en el ecuador.

Con la finalidad de calibrar y controlar el funcionamiento de los sistemas de la instrumentación del satélite se han instalado dos lugares de verificación, uno se encuentra situado en la isla de Harvest (120.68 W, 34.47 N) que se sobrevuela en la revolución 22, paso ascendente numero 43, de cada ciclo y otro en (12.57 E, 35.52 N) que se sobrevuela en la revolución 111, paso descendente número 222.

La órbita se ha diseñado para proporcionar una amplia cobertura de los océanos libres de hielo, tan frecuentemente como sea posible, sin filtrar totalmente los armónicos de las mareas y minimizar los efectos perturbadores sobre la órbita de la fricción atmosférica.

La instrumentación fundamental de la misión es el altímetro del satélite, que mide con precisión centimétrica la altura de la órbita del satélite respecto a la superficie del océano. Los parámetros y observables que afectan la medida altimétrica se presentan en la figura 2 y son:

- ALTURA, r , (Range): Es la distancia desde el centro de masas del satélite a la superficie del océano.
- ALTITUD, a , (Altitude): Es la distancia desde el Centro de Masas del satélite al elipsoide de referencia. La ALTITUD se calcula utilizando como posición del satélite la facilitada por las Agencias que definen y mantienen la órbita de precisión.
- NIVEL DEL MAR, h , (Heigh): Es la distancia desde la superficie del mar hasta el elipsoide de referencia. Como es conocido el elipsoide de referencia constituye la figura geométrica regular que mejor representa la superficie terrestre. Igualmente el Geoide es, como se ha indicado, la superficie equipotencial que representa la superficie de un océano en equilibrio.

Como puede observarse en la figura 2, restando la ALTURA medida por el altímetro de la ALTITUD del satélite sobre el elipsoide de referencia se obtiene el NIVEL DEL MAR y si se resta del NIVEL del MAR la ONDULACIÓN del GEOIDE la diferencia representa la separación física de la superficie del mar de su posición de equilibrio y, por tanto, la TOPOGRAFÍA DINÁMICA DEL OCÉANO causante de las corrientes marinas geostróficas. El Geoide utilizado por las agencias es el OSU91A que tiene una desviación estándar en áreas oceánicas de 26 cm con una precisión inferior en las áreas costeras, especialmente en las zonas externas a los 65° de latitud. Sobre distancias en el orden de 100 km la exactitud del Geoide está en el orden de 4 ppm. En general puede considerarse que las ondulaciones del geoide tienen una desviación estándar de 10 cm en longitudes de ondas de 2000 km.

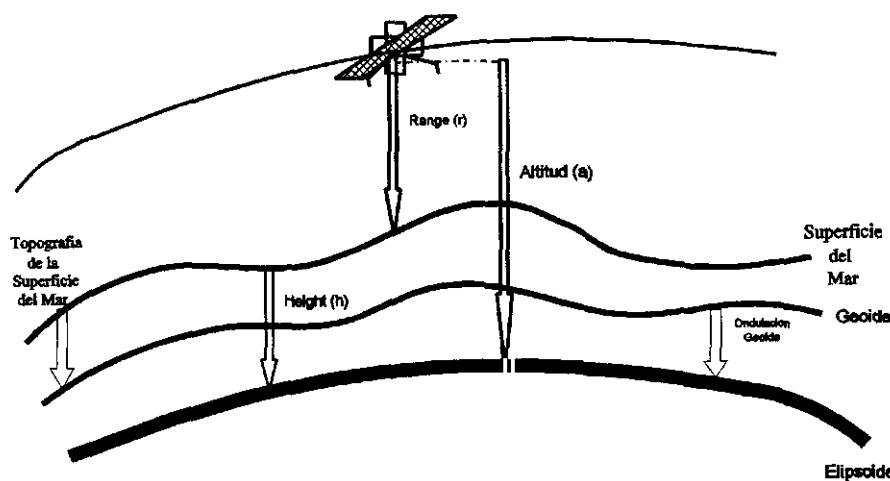


Figura 2. El altímetro del satélite mide la altura del satélite sobre el océano con precisión centímetros. La ecuación que relaciona la medida del altímetro "r" (range) con la altitud "a" y la altura "h" sobre el elipsoide de referencia del nivel del mar (height) y las correcciones a la medida debidas al entorno es: $h = a - r +$ (CORRECCIONES: Atmosféricas [ionosfera y troposfera], Oleaje, Lluvia, Mareas [oceánicas y terrestre], Movimiento del Polo, Barómetro Invertido).

Si se desea obtener la topografía dinámica del océano hay que restar al nivel del mar (h) obtenido, las ondulaciones del geoide considerando al geoide como superficie de equilibrio del océano.

TOPOGRAFÍA DINÁMICA DEL OCÉANO = NIVEL DEL MAR – ONDULACIÓN DEL GEOIDE

3. CORRECCIONES A LA OBSERVACIÓN ALTIMÉTRICA

Para la utilización científica de las observaciones altimétricas es necesario corregir la ALTURA medida por el radar altímetro del satélite de los siguientes efectos:

Correcciones atmosféricas (Troposfera, con modelos que utilizan las componentes seca y húmeda y la información del radiómetro. Ionosfera, con modelos que utilizan las dos frecuencias de transmisión del radar altímetro TOPEX y del DORIS). Por la altura de las olas Electromagnetic Bias. Por el efecto de la lluvia. Por las mareas, tanto oceánicas corregidas con los modelos globales de Schwiderski o el de Cartwright y Ray, como por el efecto deformador de la Tierra sólida introducido por las mareas terrestres. Consideraremos ahora una estimación de los valores de estas correcciones.

3.1. Correcciones atmosféricas

La variación del índice de refracción se produce en la TROPOSFERA por los gases y vapor de agua que la componen. El efecto de los gases alcanza el orden de 2.3 m negativos, siendo variable y modelándose con dificultad dentro de un error de orden centimétrico en función de la presión, estado higrométrico y temperatura superficial. Dada la dificultad existente para determinar estos valores en el nadir del satélite, la corrección se aplica a partir de un modelo numérico que permite modelar el efecto de los gases con un error estimado de 0.7 cm. El efecto del vapor en la troposfera alcanza el orden de 6 a 30 cm., es más variable y difícil de modelar. Como es conocido, la cantidad puede estimarse midiendo la radiación emitida por la alta atmósfera en frecuencias próximas a la línea de absorción del vapor de agua (22.2356 Ghz). Con este fin el satélite dispone del radiómetro de tres frecuencias, que mide la temperatura en el nadir del satélite en las frecuencias 18.21 y 37 Ghz. La cantidad de vapor se detecta en la frecuencia 21 Ghz, utilizando las frecuencias de 18 y 37 Ghz para corregir por la influencia de velocidad del viento y la cobertura de nubes, alcanzando un valor en la corrección por efecto del vapor de agua en la troposfera en el orden centimétrico (1.2 cm) (Saastamoinen, 1972).

Al atravesar la IONOSFERA el índice de refracción varía con el número de electrones libres, proporcionalmente al cuadrado de la frecuencia del radar altímetro, produciendo una sobreestimación de la medida de la distancia en la medida de la altura del satélite en el orden de 0.2 a 20 cm para una frecuencia de 13.6 Ghz, variando entre el día y noche, entre el verano y el invierno y con el ciclo solar. La densidad de electrones disminuye durante la noche, durante el verano y durante el ciclo solar mínimo.

La corrección se puede calcular, tratando la ionosfera como un medio dispersivo, efectuando la medida en dos frecuencias. El altímetro TOPEX corrige las variaciones en la refracción en la ionosfera utilizando las medidas de la altura utilizando las dos frecuencias con que mide la altura, contrastándola con el sistema de posicionamiento DORIS, que tienen un RMS de 1.5 cm (AVISO User Book AVI-NT-02-101-CN, 1994).

3.2. La corrección por la altura de las olas (Electromagnetic Bias)

Al incidir la señal del radar altímetro sobre la superficie del océano parte se refleja sobre la parte superior de la ola y parte sobre su concavidad. Por su forma geométrica la ola produce un efecto de reflexión tipo espejo cóncavo que focaliza sobre el satélite un mayor número de fotones reflejados en su seno, y traslada el centroide de reflexión por debajo de la altura media de la ola falseando la estadís-

tica de reflexión por debajo de la altura media de la ola, falseando la medida. Este efecto, que hace que la medida del altímetro supere la altura de la órbita del satélite, se conoce como “electromagnetic bias” y se calcula por fórmulas polinómicas empíricas que tienen en cuenta la velocidad del viento y la altura significativa de la ola. La lluvia afecta las medidas del radar altímetro atenuando los pulsos, reduciendo y dispersando su reflexión sobre la superficie del océano. Estos efectos degradan la señal que recibe el satélite aumentando las dispersiones, reduciendo la calidad de la información por lo que se recomienda su anulación en la evaluación de los resultados (Fu et al., 1991; Brange et al., 1993; Brown et al., 1981).

3.3. La corrección por marea oceánica

El efecto de las mareas oceánicas ha de tenerse en cuenta en las medidas altimétricas, debido a la variación en el nivel del mar que producen y al efecto deformador del fondo marino que introducen las variaciones en la presión debidas a estas deformaciones. La marea oceánica se calcula a partir de los modelos globales mejorados de Cartwright y Ray, y Schwiderski (Schwiderski, 1980; LeProvost et al., 1990; Ray et al., 1980; Cartwright et al., 1990; Cartwright et al., 1971; Caneill et al., 1994; Parke et al., 1987).

3.4. La corrección por marea terrestre

Como es conocido, el efecto gravitatorio luni-solar afecta a la Tierra sólida ocasionando variaciones decimétricas que deben tenerse en cuenta en las medidas altimétricas. En general puede considerarse que la Tierra responde tan rápidamente a las fuerzas gravitatorias que puede considerarse en equilibrio con las fuerzas de marea, deformándose la superficie hasta permanecer paralela continuamente a la superficie equipotencial siendo proporcional, por tanto, la deformación a la variación de potencial. El factor de proporcionalidad se conoce, como es sabido, como número de Love. La corrección que se aplica por la Agencia AVISO a las observaciones del satélite TOPEX-POSEIDON se deben al modelo de Cartwright y Tayler (1971).

3.5. La corrección por la posición del polo

La rotación del eje de giro de la Tierra alrededor del eje de referencia terrestre tiene fundamentalmente unos períodos de 12 y 14 meses que originan

una fuerza centrífuga adicional que, al igual que la ocasionada por las fuerzas de marea, afecta a la superficie terrestre. Su periodo es tan largo que puede considerarse que se dan condiciones de equilibrio, tanto en el caso de mareas oceánicas como terrestres. El efecto es conocido impropriamente como marea del polo y se corrige con el procedimiento descrito por Wahr (1985).

3.6. El efecto de barómetro invertido

Las variaciones de la presión atmosférica afectan la superficie oceánica deformándola hacia un nuevo equilibrio hidrostático que puede estimarse en subidas y bajadas de su superficie en el orden de 1 cm por variaciones de la presión atmosférica de un milibar, bajando o subiendo. La corrección se conoce como Barómetro Invertido.

3.7. La ley de actitud del satélite

Para definir la ley de actitud del satélite deben considerarse diferentes sistemas de referencia. El sistema de referencia celeste instantáneo, figura 3, se materializa con tres ejes:

- El eje Z_{cl} apunta en la dirección del Polo instantáneo de rotación
- El eje X_{cl} se encuentra definido por la intersección de los planos ecuatorial instantáneo y el que forman el eje Z_{cl} y el meridiano origen (Greenwich).
- El eje Y_{cl} es el normal a Z_{cl} y X_{cl} , formando triedro dextrógiro.

El sistema de referencia del satélite (figura 4) se encuentra centrado en el Centro de Masas del satélite con sus ejes definidos en las siguientes direcciones:

- El eje Z_{ol} en la dirección que une el Centro de Masas del satélite con el Geocentro .
- El eje Y_{ol} es normal al plano de la órbita y de dirección contraria al momento cinético orbital.
- El eje X_{ol} completa el triedro dextrógiro y, dada la poca excentricidad de la órbita, es próximo a la velocidad del satélite.

Por otra parte debe tenerse en cuenta que la antena del radar altímetro apunta hacia la normal al océano (Z_{ps}) (Figura 4) y, por tanto, el eje del haz de radiación se encuentra separado un ángulo “alfa” de la dirección (Z_{ol}) satélite-geocentro. A efectos de cálculo y considerando el elipsoide terrestre como figura regular que representa la superficie oceánica se puede estimar el valor de ángulo “alfa” por la relación:

$$\text{alfa} = \text{alfa}_{\max} \cdot \text{sen } 2(\text{lat})$$

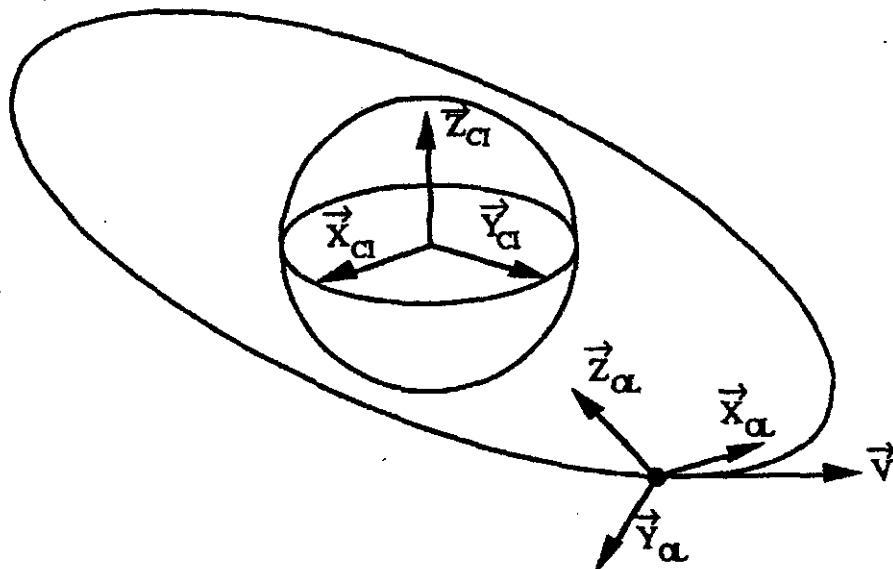


Figura 3. Los Sistemas de Referencia Celeste instantáneo y del Satélite.

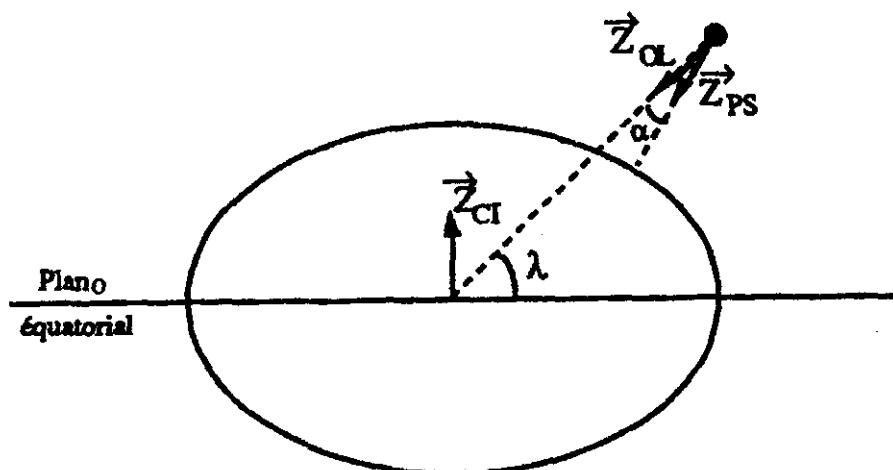


Figura 4. La antena del altímetro del satélite TOPEX-POSEIDON se dirige hacia la normal a la superficie del océano formando un ángulo, α , variable a lo largo de la órbita con la dirección del geocentro.

donde: lat es la latitud geocéntrica del satélite, lat_{max} es igual a $-2.7720686 \times 10^{-3}$ radianes (valor correspondiente a una latitud de 45°) en el caso del satélite TOPEX-POSEIDON.

En la figura 5 se representa, de forma simplificada el sistema de referencia (X_{cl}, Y_{cl}, Z_{cl}) ya definido, que presenta la posición geocéntrica del satélite. Para plantear la posición de sus elementos en el espacio resulta necesario, además, definir la orientación del satélite (X_s, Y_s, Z_s) y la de la antena del altímetro (X_{ps}, Y_{ps}, Z_{ps}) y del panel solar (X_{gs}, Y_{gs}, Z_{gs}) .

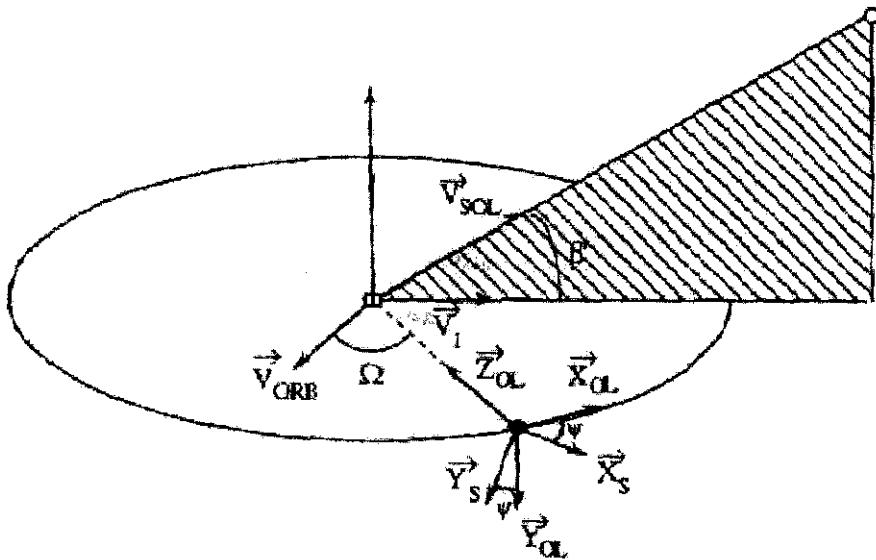


Figura 5. Para definir la posición del satélite y de sus elementos en el espacio hay que definir sistemas de referencia locales relacionados con la posición del satélite, de la antena del radar altímetro y del panel solar. El ángulo “beta” define la posición del panel solar al relacionar la posición del satélite con respecto a la dirección donde se encuentra el Sol, siendo V_{sol} el vector Tierra-Sol, aproximadamente paralelo al Satélite-Sol. Conviene hacer notar que dado que al ser el vector Y_{cl} perpendicular al plano orbital, el vector V_{orb} , producto vectorial de los vectores V_{sol} e Y_{cl} , está contenido en el plano de la órbita.

Para el funcionamiento operativo del satélite se deben verificar varias condiciones en el posicionamiento de los elementos del satélite, lo que conlleva cambios en la orientación de sus componentes y con ello variaciones en la posición de su centro de masas (Leyes de actitud).

En primer lugar el Panel Solar debe situarse, continuamente, en la perpendicular al vector Satélite-Sol, lo que hace que deba cumplirse que el vector X_{GS} sea paralelo al vector Satélite-Sol.

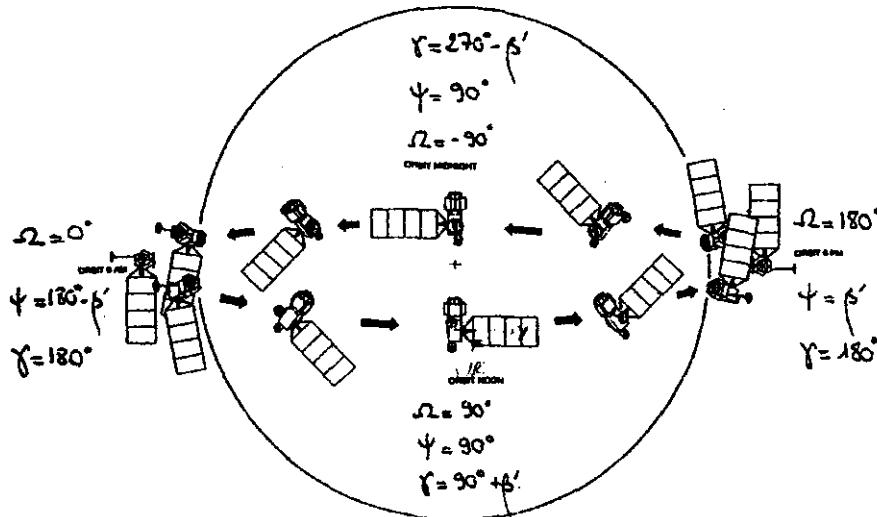


Figura 6. El consumo de combustible, las maniobras para apuntar permanentemente los paneles solares hacia el Sol y la antena del altímetro hacia la normal a la superficie del océano hacen variar el Centro de Gravedad del satélite y obligan a corregir las medidas de altímetro con una complicada ley de actitud, variable con el tiempo y necesaria para mantener las aplicaciones altimétricas en un orden de exactitud subdecimétrico.

En segundo lugar es deseable que el módulo de propulsión (situado según la parte negativa del eje X_s) sea iluminado durante el mayor tiempo posible por el Sol, es decir, que V_{sol} se proyecte según el semi-eje negativo de X_s al objeto de minimizar la cantidad de calor interno que se precisa para evitar que se congele el combustible. Este calor debe ser suministrado por el panel solar.

En tercer lugar el Panel Solar debe ser normal al vector satélite-Sol, lo que exige que :

$$Z_{gs} \cdot V_{sol} = 0$$

donde nuevamente hemos considerado casi-paralelos los vectores Tierra-Sol y satélite-Sol.

Todo lo anterior presenta la complejidad de la ley de Actitud del satélite que afecta la variación temporal de la posición de su centro de masas en función de: a) Su posición geocéntrica, y b) Su posición respecto al Sol.

A lo anterior debe añadirse el efecto adicional que ocasiona el consumo de combustible que varía la distribución de las masas del satélite y, con ello, la posición de su centro de masas (figura 6).

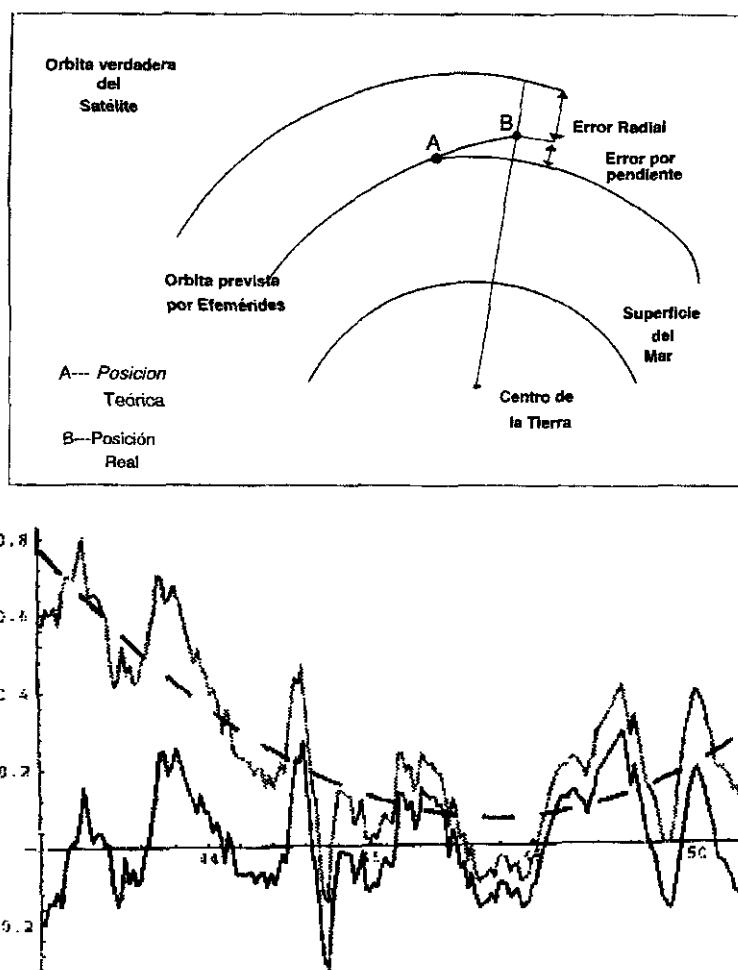


Figura 7. La figura presenta la salida gráfica del programa ERRORAD referida a la órbita 111 que atraviesa el Mar de Drake, ascendiendo para atravesar el arco del “Scotia” entre Malvinas y Georgia del Sur. El gráfico izquierdo representa el error radial de la órbita calculada y cuyo error se transmite a la medida altimétrica. El gráfico derecho presenta la corrección efectuada considerando que el geoide no presenta deformación espacio-temporal y que la deriva registrada, a lo largo del perfil, en la topografía del océano se debe a errores en la determinación de la órbita que pueden corregirse ajustando un polinomio a los residuos.

3.8. El error radial

En la determinación de la órbita de precisión los errores en la distancia al geocentro introducen un error en la componente radial de la posición del satélite que afecta, íntegramente, a la medida altimétrica. Este error se ha corregido, en este estudio, suponiendo que el geoide es invariante durante la misión por lo que el error radial puede corregirse ajustando un polinomio en cada órbita a la diferencia, punto a punto, entre el nivel del mar medido por el satélite y el valor del geoide OSU91A; considerando que esta diferencia se debe fundamentalmente a error en la determinación de la órbita (figura 7).

4. EL ATLÁNTICO AUSTRAL

4.1. El entorno del arco del Scotia

El Océano Austral, al Sur de los 45° S, cubre un cuarto de la superficie global del océano representando el flujo principal de transporte entre el Atlántico, Pacífico e Índico encontrándose, debido a su localización remota, extensión y fuertes temporales escasamente estudiado, con estaciones hidrográficas separadas frecuentemente más de 100 km, en perfiles alejados cientos de kilómetros con repetición temporal de años, que proporcionan una información suavizada y no sinóptica de la zona, con frentes separando masas de agua con fuertes contrastes de temperatura y densidad (Gordon et al., 1982; Olbers et al., 1992; Callahan, 1971; Gordon, 1967; Gordon, 1972; Gordon, 1982; Joyce et al., 1977; Nowling et al., 1982; Nowling et al., 1986; Morrow et al., 1992; Park et al., 1991; Wearn et al., 1980; Whitworth et al., 1982; 1985, 1983; Clarke, 1982; Deacon, 1984; Fu, 1985; Hoffman, 1985; Patterson, 1985; Wolff et al., 1989).

De norte a sur la zona está cruzada por los frentes: Subtropical (STF), Antártico (SAF), Polar (PF) y el Agua Costera de Contorno (CWB), (Nowling, 1986), habiéndose sugerido recientemente un segundo frente entre PF y CWB (Orsi, 1993). Figura 8.

Fuera del Canal de Drake son tan escasos los datos oceanográficos registrados y su repetición temporal que su aportación define escasamente la localización y características de la corriente circumpolar. En el paso de Drake y dentro del "International Southern Ocean Studies Programm", se desplegaron líneas de correntímetros y mareógrafos de presión para estudiar en ambas bandas la variabilidad de la corriente circumpolar en la zona, mostrando un flujo baroclínico estable y un flujo barotrópico con importantes variaciones (Whitworth et al., 1982, 1983, 1985; Wearn et al., 1980).

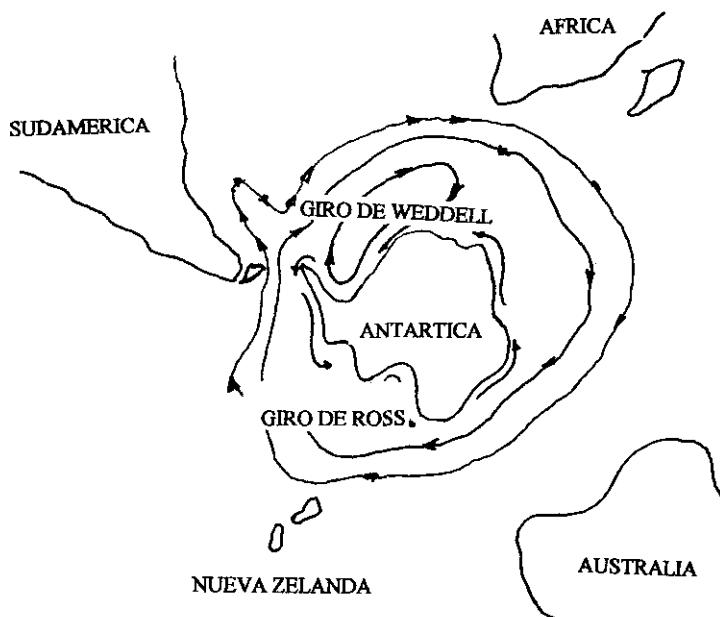


Figura 8. La figura representa la corriente circumpolar que fluye alrededor del continente Antártico. De norte a sur la zona está cruzada por los frentes: Subtropical (STF), Antártico (SAF), Polar (PF) y el Agua Costera de Contorno (CWB), (Nowling, 1986), habiéndose sugerido recientemente un segundo frente entre PF y CWB (Orsi, 1993).

Desde el punto de vista meramente geofísico, la zona presenta como elemento geográfico el Arco de “Scotia”, nombre generalmente aplicado a un accidente submarino muy amplio que materializa el enlace entre el cinturón montañoso de la Antártida y el Sur del continente americano, y que utilizaremos como referencia para describir la zona. A occidente del arco del “Scotia” el punto triple de Bouvet muestra sobre el fondo oceánico el lugar de separación de tres de las siete principales placas, la Africana, la Sudamericana y la placa Antártica, en que tradicionalmente se considera fracturada la Litosfera.

El arco de “Scotia” constituye un ejemplo de accidente geofísico en expansión generado por la separación de las placas Antártica y Sudamericana donde, como resultado de la interacción en sus bordes, surgen numerosas islas e islotes, como las Rocas negras, las islas Georgias del Sur y las rocas Clerke, habiéndose generado como resultado de las interacciones tectónicas de su borde meridional el archipiélago de las Orcadas del Sur.

En su entorno oriental, el archipiélago de las Sandwich constituye una muestra de un arco volcánico alineado norte-sur y generado por un proceso de

subducción que todavía se encuentra en su primera fase de formación. En el extremo suroeste del Arco de "Scotia" se encuentra el archipiélago de las Shetland del Sur. Este conjunto formó parte de la Península Antártica, generándose durante el Cretáceo debido a la subducción de la placa Antártica, que dio origen al mar de Bransfield todavía en proceso de expansión.

En la figura 9 se ha representado la zona de estudio con su altimetría en código de colores, junto con los accidentes geográficos más relevantes.

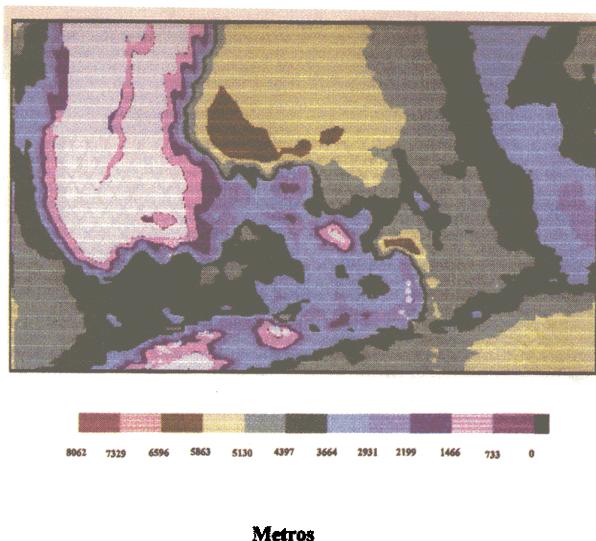


Figura 9. La batimetría del Arco del Scotia.

4.2. La corriente circumpolar

Para la obtención del geoide oceánico, correspondiente a este marco geográfico, se han analizado 24 meses, desde septiembre de 1992 a septiembre de 1994, de datos del satélite TOPEX-POSEIDON, es decir, el estudio realizado abarca 36 ciclos consecutivos del satélite. Por ciclo del satélite entenderemos aquel período de tiempo comprendido entre dos pasos consecutivos de éste en sentido ascendente por la misma localización geográfica, tratándose en el caso de TOPEX-POSEIDON de diez días (figura 10).

Consideraremos a lo largo de este estudio al Geoide como invariante en el tiempo, estimando su valor a partir del promedio aritmético del nivel medio

del mar en periodos anuales para cada localización geográfica, obtenido con los datos del Radar altímetro (Chelton et al., 1990; Zandbergen, 1991). Al geoide así obtenido lo denominaremos marino para diferenciarlo del analítico (sumatorio de armónicos) y se compone de dos señales: 1) El geoide (figura 11), y 2) La separación entre la superficie del mar y el geoide, denominada Topografía dinámica oceánica, que genera las corrientes marinas geostróficas.

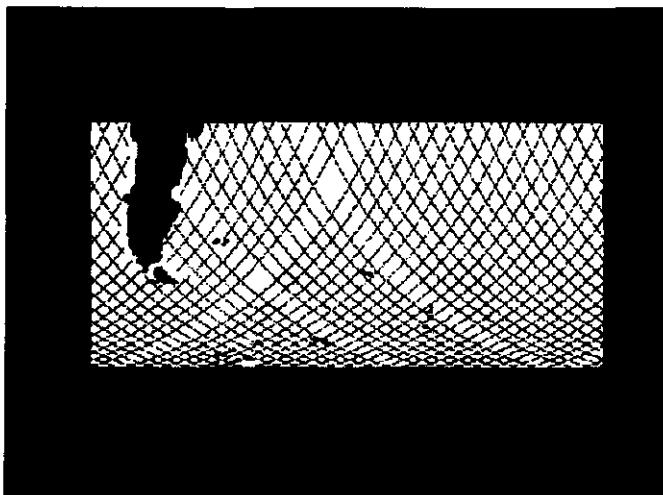


Figura 10. Las órbitas del satélite TOPEX-POSEIDON tienen una alta estabilidad de repetición espacio-temporal en sus ciclos de 10 días, sobrevolando las mismas áreas geográficas. En la figura se presentan los pasos orbitales 7, 11, 061, 111, 163, 237, 239. Los puntos de corte de las órbitas ascendentes y descendentes se mantienen dentro de un círculo de 1 km a lo largo de la misión con la finalidad de permitir los estudios de variación temporal en esos puntos a lo largo de la misión.

Esta última señal se compone a su vez de una parte estacionaria, producida por situaciones dinámicas permanentes y de otra fluctuante, generada por corrientes variables con el tiempo (Eddies). Además, en las medidas altimétricas se encuentran presentes otras señales introducidas por la presencia del error radial, retardos atmosféricos, mareas y ruido instrumental.

El hecho de que el océano austral presente el perímetro que conforma el continente antártico a modo de frontera meridional y no disponga de una análoga en el Norte a excepción de la zona correspondiente al pasaje de Drake, la dota de una continuidad a escala global, permitiéndole trasmisir su influjo a

todos los océanos. Este hecho hace de ella un conjunto único presentando, pese a la longitud de su recorrido, características muy similares independientemente de la región que se analice. El estudio de la misma ha sido objeto de continuos esfuerzos, gran parte de la base de datos ha sido obtenida a lo largo de 19 años (1961-1979), por el buque de la Armada Norteamericana Eltanin (Johnson et al., 1977; Nowling et al., 1982; Olbers et al., 1980; Peterson et al., 1982; De Szoeke et al., 1981; McWilliams et al., 1978; Peterson, 1982; Wearn et al., 1980; Withworth et al., 1985).

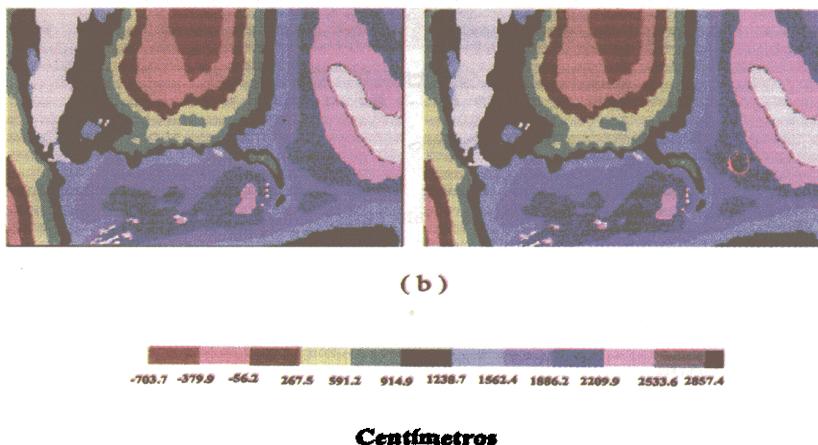


Figura 11. Se presenta en la figura el geoide OSU91A en la zona y el nivel medio del mar calculado a partir de la información altimétrica medida con el satélite TOPEX-POSEIDON. Como es conocido, el significado físico es similar diferenciándose en la señal de la dinámica oceánica, causante de las corrientes en un modelo geoestrófico y cuyo valor es variable con la situación meteorológica, alcanzando una magnitud máxima en el orden del metro. Las ondulaciones obtenidas oscilan entre los 28 y los -7 metros, lo que está de acuerdo con lo expuesto por Gill (1994) en su estudio altimétrico de la zona circumpolar antártica.

La aparición de las técnicas altimétricas ha supuesto para el estudio del océano un medio único para obtener series temporales sin precedentes en cuanto a su precisión y continuidad en el tiempo. Para el estudio dinámico de la zona y a partir de los datos suministrados por la Agencia AVISO se han obtenido 36 imágenes representativas del océano a lo largo de un año, en el marco geográfico de estudio cubierto —como se ha indicado—, cada diez días en una imagen obtenida en el tiempo que emplea el satélite en completar un ciclo entero.

A partir de éstas y promediando la señal dinámica a lo largo de un año se ha obtenido una imagen (figura 12) representativa del estado de la dinámica

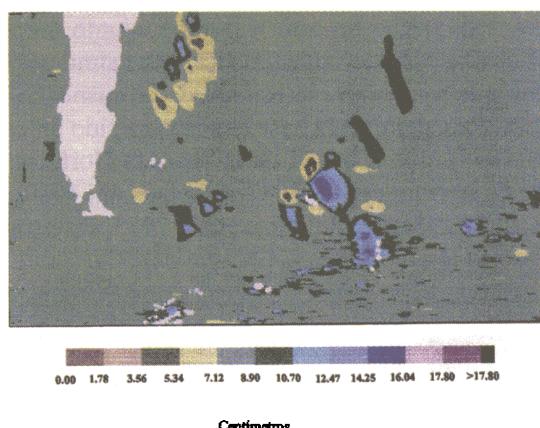


Figura 12. Promedio anual de la señal oceanográfica sobre la zona de estudio. Al promediar a lo largo de un año la señal representativa de la dinámica oceánica se anulan las situaciones estacionales y permanece la señal dominante durante el año.

oceánica preponderante en esa zona, al representar una señal que no se anula al sumar las distintas y variables situaciones estacionales.

De forma análoga se han obtenido otras cuatro imágenes representativas del mismo parámetro, según la época del año, promediando los colores obtenidos en cada estación (primavera, verano, otoño, invierno), (figuras 13 A, B, C, D).

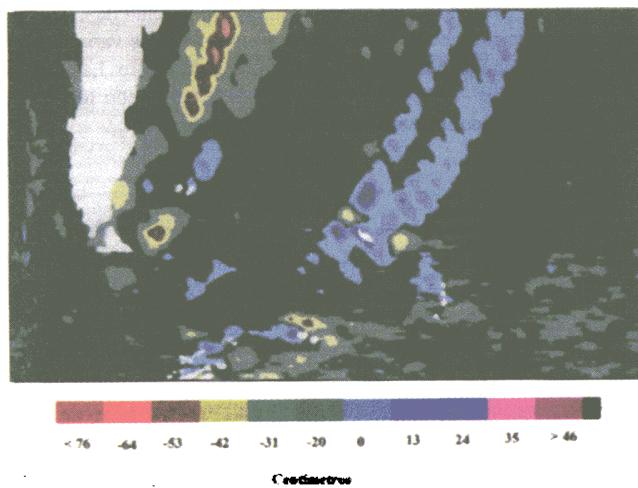


Figura 13. A

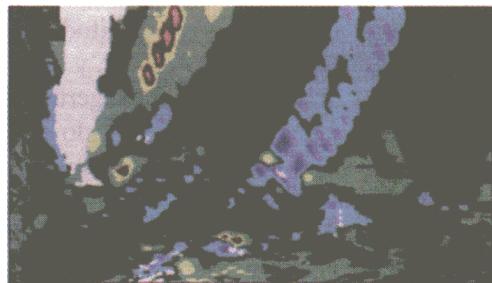


Figura 13. B

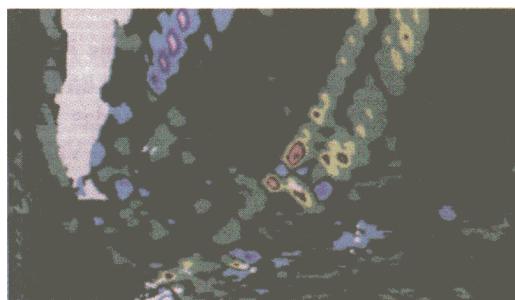


Figura 13. C

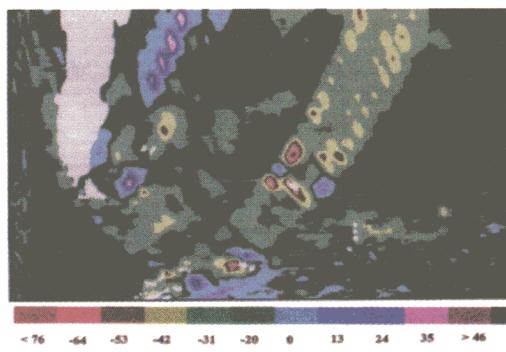


Figura 13. D

Figura 13. Variaciones estacionales de la Topografía dinámica del océano. (A) Primavera, (B) Verano, (C) Otoño, (D) Invierno. Puede observarse que las situaciones se repiten en Primavera-Verano y Otoño-Invierno, presentándose en (A), (B) una situación antíclónica al norte de las Islas Sandwich y una ciclónica al norte de Malvinas. Durante (C), (D) la situación aparece invertida.

5. CONCLUSIONES

Puede apreciarse, en primer lugar, la gran similitud existente entre las imágenes correspondientes a la época invernal y otoñal, y entre las correspondientes al verano y a la primavera. Este hecho podría sugerir un modelo de variabilidad semianual en la zona, aspecto que ya ha sido sugerido por Chelton (1990) y que puede observarse, si bien no tan claramente debido al carácter global del estudio, en Zlotnicki (1989).

Los resultados de este estudio apoyan, pero no pueden confirmar estas hipótesis, debido a que el estudio altimétrico se ha limitado al análisis conjunto de 36 ciclos (1 año) de pasos del satélite por la zona; periodo quizás excesivamente corto para confirmar un comportamiento de largo periodo.

En las Figuras 13 (A), (B), (C), (D) pueden observarse las siguientes circunstancias:

1.- En Primavera en las zonas sur y norte de las islas Malvinas se registran, respectivamente, una depresión y una elevación en la topografía del océano con variaciones en el orden de 50 cm, relacionadas con la corriente de las Malvinas. Al norte de Malvinas y frente a Península Valdés se desarrolla una extensa depresión que se extiende hacia la confluencia de las corrientes de Brasil y Malvinas. A partir de las Georgia del Sur se extiende hacia el Norte una extensa elevación que refuerza al Sur la corriente circumpolar, facilitando el movimiento hacia el Norte del frente polar sobre pasando el arco del Scotia y un flujo zonal al sur de "Eddies" energéticos que facilitan el intercambio del

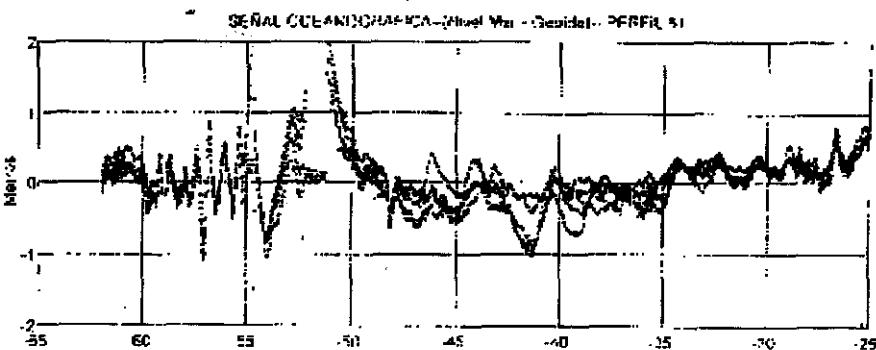


Figura 14. El perfil 061 cruza el Drake sobrevolando las islas Malvinas hacia Brasil. En la figura se presenta la variación del Nivel del Mar entre septiembre y noviembre de 1993 entre 46° y 42° Sur variaciones en el orden del metro relacionadas con los "eddies" que cruzan la zona entre Malvinas y la Península Valdés.

flujo térmico hacia el norte. En Verano, la situación se mantiene en la zona con características muy similares.

2.- En Otoño e Invierno la situación aparece invertida con remolinos de depresiones atravesando el Drake y Norte del Mar de Weddell, elevaciones frente a Península Valdés y una extensa depresión al norte de las Georgias del Sur-Sandwich que empujan hacia el Sur la corriente circumpolar.

Para comprobar cualitativamente estas situaciones oceanográficas se ha estudiado, por una parte, la variación temporal a lo largo de un año del nivel del mar en perfiles seleccionados (órbitas 007, 237, 111, 061).

Es conveniente destacar el hecho de que la corriente Circumpolar Antártica no es particularmente rápida, no superando los 0.2 ms^{-1} , correspondiéndole por consiguiente una señal topográfica de pequeña amplitud, sin embargo es muy profunda, llegando a alcanzar los 4.000 m, lo que la convierte en la responsable del transporte del mayor volumen de masa oceánica a escala global.

La profundidad de esta corriente justifica la localización geográfica de las altas concentraciones de energía que representan los "eddies" detectados en

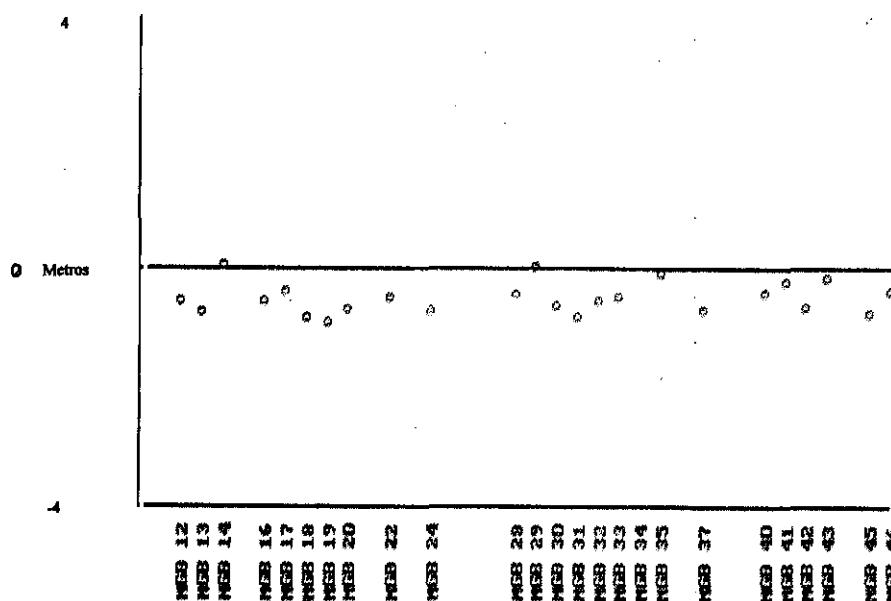


Figura 15. Se presenta la variación del nivel del mar en un punto situado en Lat.=47° S y Long.=316 entre octubre, 1992 y octubre, 1993. Puede observarse la variación producida por el paso de los "Eddies".

las figuras 12 y 13, cuya razón física debería buscarse como consecuencia de esfuerzos producidos por factores no climatológicos relacionados con la fricción de las masas oceánicas profundas con la accidentada batimetría del fondo marino regional. Clara muestra de lo anterior la constituye la concentración de energía situada al sur de las islas Malvinas, coincidiendo con la posición que geográficamente se corresponde con el Arco de Escocia y la situación detectada al noreste de las islas Sandwich, probablemente relacionada con la interacción con la cordillera del centro del océano.

Esta interacción con la batimetría ya ha sido planteada por otros autores (Chelton, 1990; Gille, 1994; Treguier et al., 1990).

BIBLIOGRAFÍA

- AVISO, 1992. AVISO CD ROM User Manual: Merged TOPEX/POSEIDON Products. AVI-NT-02-100-CN.
- BASIC T, R. H. RAPP. (1992). Ocean wide prediction of gravity anomalies and sea surface heights using Geos-2, Seasat and Geosat altimeter data, and ETOPO5U bathymetric data. Report n.º 416, Dept. of Geodetic Science and Surveying, the Ohio State University, Columbus, Ohio 43210-1247.
- BRANGE, A. RAMAMONJARISOA, L. BLIVEN. (1993). A Ku-Band laboratory experiment on the electromagnetic bias. IEEE, Transactions on Geoscience and Remote Sensing, in press.
- BRETHERTON, F.P., DAVIS, R.E. y FRANDRY, C.B. (1976). A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. Deep-Sea Res., 23, 559-582.
- BROWN G., STANLEY, H. R. y ROY, N. A. (1981). The wind speed measurement capability of spaceborne radar altimetry. IEEE J. Oceanic Eng., OE6, 59-63.
- CANCELLI, P., AGELOU, VINCENT, P. (1994). Barotropic tides in the Mediterranean sea from a finite element numerical model. J. of Geophys. Res (Oceans), in press.
- CALLAHAN, J.E. (1971). Velocity structure and flux of the Antarctic Circumpolar Current south of Australia. J. Geophys. Res. 76, 5859-5864.
- CARTWRIGHT, RAY, R. D. (1990). Oceanic tides from Geosat altimetry. J. of Geophys. Res. (Oceans), 95, 3069-3090.
- CARTWRIGHT, TAYLER, R. J. (1971). New computations of the tide-generating potential. Geophys. J. R. Astr. Soc., 23, 45-74.

- CHELTON, D. B. WOCE/NASA. (1988). Altimeter Algorithm Work-shop, U. S. WOCE Tech. Rep. N.º 2, 70 páginas, U.S. Plann. Off. for World Ocean Circ. Exp., College Station, Tex.
- CHELTON, D. B., SCHLAX, M. G., WITTER, D. L. Y RICHMAN, J. G. (1990). Geosat altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean. *J. Geophys. Res.*, 95, 17, 877-17, 903.
- CHENEY, R. E., DOUGLAS, B. C., AGREEN, R. W., MILLER, L., MILBERT, D. Y PORTER, D. L. (1986). The Geosat altimeter mission: A milestone in satellite oceanography. *Eos Trans AGU* 67, 1354.
- CHENEY, R. E., DOUGLAS, B. C., AGREEN, R. W., MILLER, L. Y DOYLE, N. S. (1982). The NOAA Geosat geophysical data records: Summary of the first year of the exact repeat mission. *Tech. Mem. NOS NGS-48*, 20 páginas, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Boulder, Colo.
- CHENEY, R. E., DOYLE, N. S., DOUGLAS, B. C., AGREEN, R. W., MILLER, L., TIMMERMAN, E. L. Y MCADOO, D. C. (1991). The complete Geosat altimeter GDR handbook, NOAA Manual NOS-NGS-7, 79 páginas, Govt. Print. Office, Washington, D.C.
- CLARKE, A. J. (1982). The dynamics of large-scale, wind-driven variations in the Antarctic Circumpolar Current, *J. Phys. Oceanogr.* 12, 1092-1105.
- DANIAULT, N. Y MENARD, Y. (1985). Eddy kinetic energy distribution in the Southern Ocean from altimetry and FGGE drifting buoys. *J. Geophys. Res.*, 90, 11, 877-11.899.
- DEACON, G. (1984). The Antarctic circumpolar ocean 180 páginas, Cambridge University Press, New York.
- DESZOEKE, R. A. Y LEVINE, M. D. (1981). The advective flux of heat by mean geostrophic motions in the Southern Ocean. *Deep Sea Res.*, Part A, 28, 1057-1085.
- FU, L., GLAZMAN, R. (1991). The effect of wave age on the sea state bias in radar altimetry measurements. *J. of Geophys. Res. (Oceans)*, 96, 8829-8834.
- FU, L. L., Y CHELTON, D. B. (1985.) Observing large-scale temporal variability of ocean currents by satellite altimetry with application to the Antarctic Circumpolar Current. *J. Geophys. Res.*, 90, 4721-4739.
- FU, L. L., Y ZLOTNICKI, V. (1989). Observing oceanic mesoscale eddies from Geosat altimetry: Preliminary results. *Geophys. Res. Lett.*, 16, 457-460.
- GORDON, A. L. (1967). Structure of Antarctic waters between 20° W and 170° W. *Antarctic Map Folio Ser.*, folio 6, edited by V. Bushell, Am. Geogr. Soc. New York.

- GORDON, A. L. (1972). On the interaction of the Antarctic Circumpolar Current and the Macquarie Ridge, in Antarctic Oceanology II. The Australian-New-Zeland Sector, Antarctic Res. Ser., vol. 19, edited by D. E. Hayes, 71-78, AGU, Washington, D.C.
- GORDON, A. L., MOLINELLI, E. J. y BAKER, T. N. (1982). Southern Ocean Atlas. Columbia University Press, New York.
- HAINES, B. J., BORN, G. H. MARSH, J. G. y WILLIAMSON, R. G. (1990). Precise orbit computation for the Geosat exact repeat mission. *J. Geophys. Res.*, 95, 2871-2885.
- HOFFMAN, E. (1985). The large-scale horizontal structure of the Antarctic Circumpolar Current from FGGE drifters. *J. Geophys. Res.*, 90, 7087-7097.
- JACOBS, S. S., y GEORGI, D. T. (1977). Observations on the southwest Indian/Antarctic Ocean, in a Voyage of Discovery, Ed. by M. Angel, 43-84, Pergamon New York.
- JOHNSON, T. J., STEWART, R. H. SHUM, C. K. y TAPLEY, B. D. (1992). Distribution of Reynolds stress carried by mesoscale variability in the Antarctic Circumpolar Current. *Geophys. Res. Lett.*, 19-1201-1204.
- JOYCE, T. M., y PATTERSON, S. L. (1977). Cyclonic ring formation at the Polar Front in Drake Passage. *Nature*, 265, 131-133.
- KELLY, K. (1988). Comment on Empirical orthogonal function analysis of advanced very high resolution radiometer surface temperature patterns in Santa Barbara Channel. G.S.E. Lagerloef and R.L. Bernstein. *J. Geophys. Res.*, 19, 15,753-15,754.
- KELLY, K. (1991). The meandering Gulf Stream as seen by the Geosat altimeter: Surface transport, position, and velocity variance from 73° to 46° W. *Geophys. Res.*, 96, 16-721-16,738.
- KELLY, K. y GILLE, S. T. (1990). Gulf Stream surface transport and statistics at 69° W from the Geosat altimeter. *J. Geophys. Res.* 95, 3149-3161.
- KELLY, K. y WATTS, D. R. (1994). Monitoring Gulf Stream transport by radar altimeter and inverted echo sounders. *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 1080-1084.
- KELLY, K., JOYCE, T. M., SHUBERT, D. M. y CARUSO, M. J. (1991). The mean sea surface height and geoid along the Geosat subtrack from Bermuda to Cape Cod. *J. Geophys. Res.*, 96, 12,699-12,709.
- LARGE, W. G. y VAN LOON, H. (1989). Large scale, low frequency variability of the 1979 FGGE surface buoy drifts and winds over the southern hemisphere. *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 216-232.
- LEPROVOST C., LYARD, F. (1990). Global ocean tides, maps and atlas of five semi-diur-

- nal tides $2N_2$, MU_2 , NU_2 , L_2 , T_2 . Institut de Mécanique de Grenoble, Internal Report, MEOL 90/93.
- MARSH, A. C., BRENNER, B. D., BECKLEY, T. V., MARTIN. (1986). Global mean sea surface based upon the Seasat altimeter data. *J. of Geophys. Res. (Oceans)*, 91 3501-3506.
- MOGNARD, W. J., CAMPBELL, R. E., CHENEY, J. G., MARSH, D. B., ROSS. (1982). Southern ocean waves and winds derived from Seasat altimeter measurements. *Plenum Press, New York*, 479-489.
- MORROW, R., CHURCH, J., COLEMAN, R., CHELTON, D. Y WHITE, N. (1992). Eddy momentum flux and its contribution to the Southern Ocean momentum balance. *Nature*, 357, 482-484.
- McWILLIAMS, J. C., HOLLAND, W. R. Y CHOW, J. H. S. (1978). A description of Numerical Antarctic Circumpolar Currents. *Dyn. Atmos.Oceans*, 2, 213-291.
- NOWLING, W. D. JR., Y CLIFFORD, M. (1982). The kinematic and thermohaline zonation of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *J. Mar. Res.*, 40S, 481-507.
- NOWLING, W. D. JR., Y KLINCK, J. M. (1986). The physics of the Antarctic Circumpolar Current. *Rev. Geophys.*, 24, 469-491.
- OLBERS, D., GOURETSKI, V., SEISS, G. Y SCHRÖTER, J. (1990). Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Alfred Wegener Institute, Bremerhaven, Germany.
- ORSI, A. H. (1993). On the extent and frontal structure of the Antarctic Circumpolar Current. Ph. D. thesis, Texas A & M University, College Station, Tex.
- PARK, Y. H., GAMBÉRONI, L. Y CHARRIAUD, E. (1993). Frontal structure, water masses, and circulation in the Crozet Basin. *J. Geophys. Res.* 98, 12-361-12,385.
- PETERSON, R. G. Y WHITWORTH, T. (1989). The subantarctic and polar fronts in relation to deep water masses through the southwestern Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 94, 10, 817-10, 838.
- PARKE, M. E. (1980). Detection of tides on the Patagonian Shelf by the Seasat radar altimeter: An initial comparison. *Deep Sea Res., Part. A*, 27, 297-300.
- PARKE, M. E., STEWART, R. H., FARLESS, D. L. Y CARTWRIGHT, D. E. (1987). On the choice of orbits for an altimetric satellite to study ocean circulation and tides. *J. Geophys. Res.*, 92, 11693-11707.
- PATTERSON, S. L. (1985). Surface circulation and kinetic energy distributions in the southern hemisphere oceans from FGGE drifting buoys. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 865-884.

- PATTERSON, S. L. (1988). On the transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage and its relation to wind. *J. Geophys. Res.* 93, 13,993-14004.
- PATTERSON, S. L., NOWLIN, W. D. Y WHITWORTH, T. (1982). Generation and evolution of a cyclonic ring at Drake Passage in early 1979. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 712-719.
- PIOLA, A. R., FIGEROA, H. A. Y BIANCHI, A. A. (1987). Some aspects of the surface circulation south of 20° S revealed by First GARP Global Experiment drifters. *J. Geophys. Res.* 92, 5101-5114.
- PRESS, W. H., FLANNERY, B. P., TEUKOLSKY, S. A. Y VETERLING, W. T. (1986). *Numerical Recipes.* 818 pp., Cambridge University Press, New York.
- QU, B. (1992). Recirculation and seasonal change of the Kuroshio from altimetry observations. *J. Geophys. Res.* 97, 17,801-17,811.
- QU, B., KELLY, K. A. Y JOYCE, T. M. (1991). Mean flow and variability of the Kuroshio Extension from Geosat altimetry data. *J. Geophys. Res.* 96, 18,491-18,507.
- SCHWIDERSKI, E. W. (1980). On charting global tides. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 19, 243-268.
- SCIREMAMMANO, F., JR. (1980). The nature of the poleward heat flux due to low-frequency current fluctuations in Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 843-852.
- SHUM, C. K., YUAN, D. N., RIES, J. C., SMITH, J.C., SCHUTZ, B.E. Y TAPLEY, B. D. (1990). Precision orbit determination for the Geosat exact repeat mission. *J. Geophys. Res.* 95, 2887-2898.
- TAI, C. K. (1968). Estimating the basin-scale circulation from satellite altimetry, part I, Straightforward spherical harmonic expansion. *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1398-1413.
- TAI, C. K. (1989). Accuracy assessment of widely used orbit error approximations in satellite altimetry. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 147-150.
- TOPEX/POSEIDON Project (1991). Mission. TP-RP-0-5001-JPL
- TOPEX/POSEIDON Project (1992). Interface Control Document between Physical Oceanography Distributed Active Archive Center (PO-DAAC) and Centre National d'Etudes Spatiales, Archivage Validation et interprétation des données des Satellites Océanographiques (AVISO).
- TOPEX/POSEIDON Project (1992). GDR-T USER'S HANDBOOK TP-OP-0522-5408-JPL.
- TOPEX/POSEIDON Project (1991). TOPEX Ground System, Science Algorithm Specification. TP-SP-43-2738-JPL.

- TOPEX/POSEIDON Project (1992). Manuel des interfaces CCDP-RADALT TP-MI-613-278-CLS.
- TOPEX/POSEIDON Project (1991). Poseidon geophysical algorithm specification. TP-ST-613-220-CLS.
- TOPEX/POSEIDON Project (1992). Spécification des algorithmes de traitement ionosphérique du niveau 1.5 au niveau 2.0. CM-ST-6136-395-CLS.
- TREGUIER, A. M. y WILLIAMS, J. C. (1990). Topographic influences on wind-driven, stratified flow in a b-plane channel: An idealized model of the Antarctic Circumpolar Current. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 321-343.
- TRENBERTH, K. E. y OLSON, J. G. (1989). Intercomparison of NMC and ECMWF global analysis: 190-1986. Tech Note NCAR/TN 301+STR, 81 páginas, Natl. Cent. for Atmos. Res. Boulder, Colo.
- TRENBERTH, K. E. y LARGE, W. G. (1989). A global ocean wind stress climatology based on ECMWF analyses. Tech. Note NCAR/TN-338+STR, 93 páginas, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- WALS E., JACKSON, F. C., HINES, D. E., PIAZZA, C., HEVIZI, L., MC LAUGHLIN, D., MCINTOSH, R., SWIFT, R. N., SCOTT, J. F., YUNGEL, J. y FREDERICK, E. (1990). Frequency dependence of electromagnetic bias in sea surface range measurements. Submitted to IGARSS symposium digest, 695-698.
- WARH, J. (1985). Deformation of the Earth induced by polar motion. *J. of Geophys. Res. (Solid Earth)*, 90, 9363-9368.
- WEARN, R. B. JR., y BAKER, D. J. JR. (1980). Bottom pressure measurements across the Antarctic Circumpolar Current and their relation to the wind. *Deep-Sea Res.* 27A, 875-888.
- WEARN, R. B. y BAKER, D. J. (1990). Bottom pressure measurements across the Antarctic Circumpolar Current and their relation to the wind. *Deep Sea Res., Part A*, 27, 875-888.
- WHITWORTH, T., III. (1983). Monitoring the transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 2045-2057.
- WHITWORTH, T., PETERSON, R. G. (1985). Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current from bottom pressure measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 810-816. Whitworth, T. III, W. D. Nowlin, Jr., and S. J.
- WHITWORTH, T. y PETERSON, R. G. (1985). The volume transport of the Antarctic Circumpolar Current from three-year bottom pressure measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 810-816.

- WITTER, D. B. CHELTON. (1991). A Geosat altimeter wind speed algorithm development. *J. of Geophys. Res. (oceans)*, 96, 8853-8860.
- WOLFF, J., AND D. OLBERS, 1989. The dynamical balance of the Antarctic Circumpolar Current studied with an eddy-resolving quasi-geostrophic model, in *Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence*. Elsevier Oceanogr. Ser. 50, edited by J.C. Nihoul, 435-458, Elsevier, New York.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1987). WOCE Core Project 2 Planing Meeting: The Southern Ocean, World Climate Research Programma Rep. VMO/TD-No. 181, WCP-138, Geneva, Switzerland.
- WORLEY. (1982). The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Darke Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 960-971.
- ZLOTNICKI, V., FU L. L. Y PATZERT W. (1989). Seasonal variability in global sea level observed with Geosat altimetry. *J. Geophys. Res.*, 94, 17,959-17,969.
- ZLOTNICKI, V., HAYASHI, A. Y FU, L. L. (1990). The JPL-Oceans 8902 version of the Geosat altimetry data JPL Tech. Rep. JPL D-6939.